

ANÁLISE DA REPRESENTATIVIDADE FÍSICA DOS PARÂMETROS DO TOPMODEL EM UMA BACIA DE MESO ESCALA LOCALIZADA NAS CABECEIRAS DO RIO CORUMBATAÍ, SÃO PAULO

Azeneth E. Schuler, Jorge M. de Moraes, Luiz C. Milde, Juliano D. Groppo,

Luiz A. Martinelli, Reynaldo L. Victoria

*CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura - Universidade de São Paulo
Av. Centenário, 303 - Piracicaba, SP*

Maria Lucia Calijuri

*UFViçosa - Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental do CRHEA
Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada - EESC - Universidade de São Paulo, São Carlos*

RESUMO

O objetivo desse trabalho foi avaliar a representatividade física dos parâmetros e a habilidade na descrição dos mecanismos de geração de vazão do modelo hidrológico TOPMODEL. A bacia de estudo, com 59 km², localiza-se nas cabeceiras do rio Corumbataí, um dos principais tributários do rio Piracicaba, município Analândia, Estado de São Paulo.

A metodologia empregada, consistiu na análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo, e não um exercício clássico calibração-validação. A geração de valores para os parâmetros e a análise de sensibilidade foram realizadas empregando respectivamente os métodos de Monte Carlo e o teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras.

A performance do modelo foi testada em períodos contínuos de 15 dias e em eventos isolados de chuva cujas hidrógrafas produzidas apresentavam de 1 a 3 dias de duração, nas estações úmidas dos anos hídricos 92/93 e 93/94.

Medidas de campo das propriedades físicas do solo da região, foram realizadas no intuito de verificar as grandezas reais das variáveis envolvidas na modelagem.

Essa avaliação preliminar do TOPMODEL possibilitou uma análise dos processos envolvidos na geração de escoamento representados pelo modelo, através da comparação dos valores calibrados e medidos, e a sugestão de possíveis mudanças para uma melhor adequação aos processos reais. O modelo mostrou um bom potencial para aplicações futuras desde que adaptado às condições locais.

INTRODUÇÃO

A preocupação com o crescente aumento do consumo de água urbano, industrial e agrícola, e uma sensível deterioração da qualidade desse recurso na bacia do rio Piracicaba, fizeram com que diversos estudos tenham sido desenvolvidos visando a compreensão do funcionamento dessa bacia de drenagem como uma unidade hidro-biogeoquímica, bem como analisar a influência das ações antrópicas em seu funcionamento natural (Krusch, 1997; Martinelli, 1999; Moraes, 1997 e 1998; Ballester, 1999).

A compreensão dos processos de geração de vazão e o tempo de residência da água nos diversos compartimentos, são essenciais para estudos visando interpretar a intervenção antrópica no funcionamento natural de uma bacia de drenagem em seus aspectos hidrológicos (Dunne e Leopold, 1978) e biogeoquímicos (Tiktak e Bouten, 1992). A aplicação de um modelo matemático determinístico é necessária para a quantificação de variáveis que representam tais compartimentos.

As características desejáveis para que um modelo sirva às finalidades supra-citadas é a de que seja fundamentado nos aspectos físicos da bacia, e apresente economia e versatilidade do ponto de vista computacional. Dentro desses requisitos, o modelo escolhido foi o TOPMODEL. Desenvolvido por Beven e Kirkby (1979) e amplamente utilizado no hemisfério norte (Beven et al., 1984, 1995; Ambroise et al., 1996; Franchini et al., 1996), o modelo possui algumas aplicações em regiões tropicais (Molicova et al., 1997; Chevalier, 1990) e sub-tropicais (Mine e Clarke, 1996; Zakia, 1998).

A estratégia de aplicação desse modelo foi testá-lo inicialmente numa sub-bacia "piloto" do alto Corumbataí (Figura 1), um dos principais tributários do rio Piracicaba. A bacia do Corumbataí tem sido muito estudada em aspectos básicos ne-

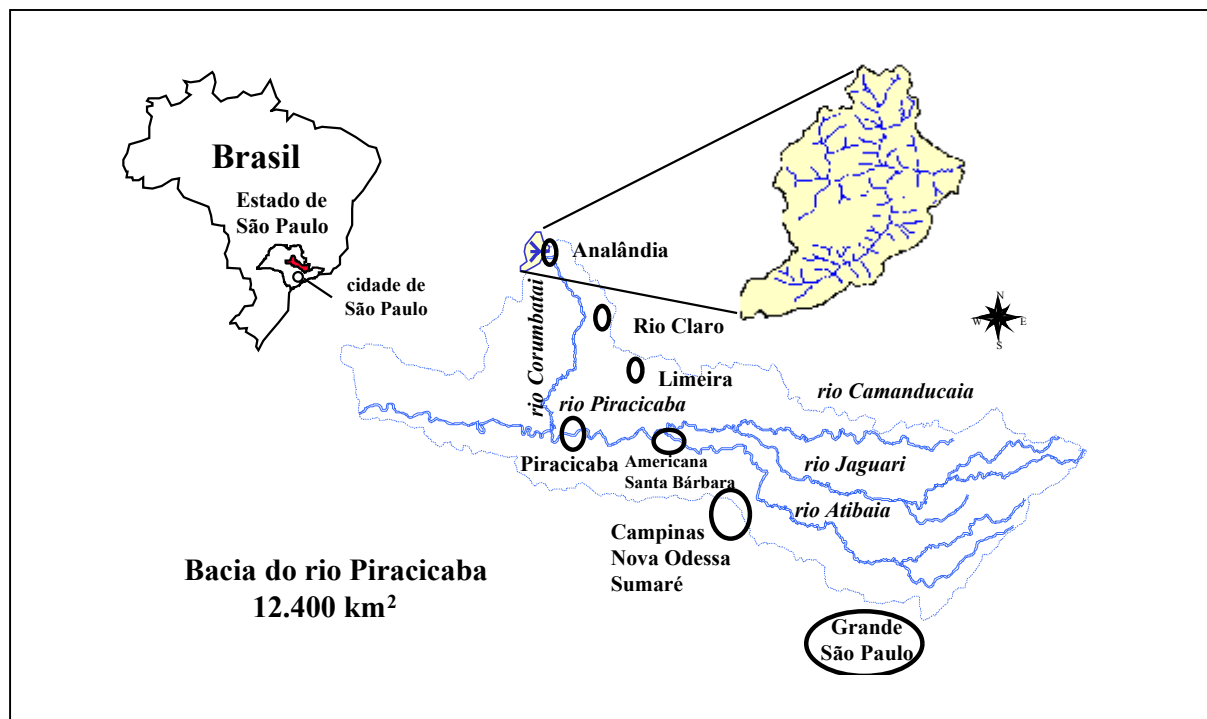


Figura 1. Detalhe da sub-bacia de estudo dentro da bacia do rio Piracicaba com sua localização, principais tributários e cidades.

cessários à caracterização hidrológica e não apresenta as dificuldades acarretadas à modelagem por transferências de água inter-bacias e uso da água em grandes volumes, fatos presentes nas outras sub-bacias afluentes do Piracicaba.

O presente projeto foi conduzido como uma análise exploratória de modelagem, incluindo limitações de quantidade e qualidade da base de dados, representatividade dos parâmetros físicos e a discussão das habilidades e deficiências do modelo, em sua forma original, face a problemas que são enfrentados em bacias de meso-escala de países em desenvolvimento. Esta abordagem faz com que o presente trabalho não seja um exercício calibração-validação, e sim uma análise da representatividade física dos conjuntos de parâmetros e da necessidade de adaptações do modelo às condições de estudo.

MATERIAL E MÉTODOS

Seleção e caracterização da área de estudo

Tendo em vista que na aplicação do modelo TOPMODEL a utilização de dados horários é recomendada (Beven et al., 1995), a seleção de uma bacia de 59 km² nas cabeceiras do rio Corumbataí

(Figura 1), se justifica pela disponibilidade de medidas de vazão e precipitação horárias no posto fluviométrico da cidade de Analândia, o primeiro do Rio Corumbataí. A ordem de grandeza dessa sub-bacia viabilizou também a inclusão de um programa de medidas das propriedades físicas dos solos na região.

De acordo com Prochnow (1992), este rio assume importância regional porque possui águas de boa qualidade e tem potencial hídrico capaz de abastecer Rio Claro, Analândia e Corumbataí, e ainda permitir a exportação de água para municípios localizados em bacias vizinhas, como Araras e Piracicaba, onde os problemas de abastecimento são bastante sérios.

A bacia do rio Corumbataí, considerando toda a sua extensão, está posicionada na Depressão Periférica Paulista, aproximadamente entre os paralelos 22°05' e 22°30'S e os meridianos 47°30' e 47°50'WG e possui uma altimetria variando de 470 m na foz no rio Piracicaba e 1058 m na Serra do Cuscuzeiro, próximo de Analândia (Koffler, 1993).

Predominam na região, declividades entre 5 e 20%, associadas a relevos ondulados e fortemente ondulados. Geologicamente, localiza-se na Bacia Sedimentar do Paraná, sendo ali encontradas litologias relativas ao Cenozóico, Mesozóico e ao Paleozóico. Os solos Podzólicos Vermelho Amarelos predominam, constituindo cerca de 43% da bacia, seguidos pelos Latossolos Vermelho Amarelos (22,1%), Litos-

solos (13,4%) e Latossolos Roxos (7%), entre outros (Koffler, 1993).

O clima da região na classificação de Koppen é do tipo Cwa, subtropical, seco no inverno e chuvoso no verão com temperatura média anual de 21,3 °C. A média dos totais anuais de precipitação corresponde a 1280 mm, que estão distribuídos em 70-80 dias do ano. A vazão média no posto de Analândia (4D-023 do DAEE) é em torno de 1 m³/s e no seu exutório, próximo à confluência com o rio Piracicaba (posto 4D-021 do DAEE), 25 m³/s. O volume de água escoada na bacia corresponde a aproximadamente 33% do total precipitado (Pellegrino, 1995).

Quanto ao uso da terra, uma imagem de satélite da bacia do alto Corumbataí na região de Analândia, obtida do Landsat 5-TM (FCC, Bandas 5, 4, 3) de 1997, mostra que existe uma predominância de pastagens (aproximadamente 70%), observando-se também alguns fragmentos florestais e de cerrado (aproximadamente 15%) e pequenas áreas de cana de açúcar e citrus (Schuler, 1998).

SIG e hidrologia

Uma das etapas principais na modelagem hidrológica com o TOPMODEL foi a análise espacial da topografia da bacia de estudo através do SIG ARC-INFO. O Modelo Digital de Elevação foi obtido através da digitalização do mapa topográfico da bacia na escala 1:50.000 e manipulado através de interpolações, transformação em células de 20 x 20 m (formato "raster") e correção das irregularidades.

Através desse mapa foram obtidos o índice topográfico necessário ao modelo e informações espaciais suplementares de interesse hidrológico, tais como direção de fluxo, acúmulo de fluxo, traçado digital da rede de drenagem e delimitação da bacia.

Dados de vazão, precipitação e evapotranspiração

Os dados horários de vazão e precipitação na bacia do rio Corumbataí em Analândia, assim como os dados de precipitação de algumas estações vizinhas, foram fornecidas pelo DAEE (Departamento de Águas e Energia Elétrica – Estado de São Paulo).

Trabalhou-se com as séries dos anos hídricos 92/93 e 93/94, no período de 01/08/92 a 01/08/94, utilizando-se dados horários de vazão e

precipitação. As séries empregadas foram as do posto 4D-023 (lat. 22°07'S, long. 47°40'W) para a vazão e do posto D4-108 (lat. 22°07'S, long. 47°40'W) para a precipitação (Figura 2). Este era o único posto com registro contínuo de precipitação. Os postos vizinhos 4D-037 (lat. 22°09'S, long. 47°48'W) e 4D-035 (lat. 22°08'S, long. 47°40'W) apresentavam apenas registros diários, sendo utilizados na análise de consistência do posto 4D-108 (Tucci et al., 1993 e Dunne & Leopold, 1978).

A evapotranspiração potencial foi obtida através da média mensal do período de estudo calculada pelo método de Linacre (Linacre, 1977), que é uma simplificação do método de Penman obtido através de correlações encontradas entre os diversos parâmetros meteorológicos. Esse método permitiu a utilização de dados locais das temperaturas média e de bulbo úmido da estação meteorológica D4-108 do DAEE. O cálculo da evapotranspiração foi realizado em base mensal e o total de evapotranspiração diário foi distribuído em valores horários no período entre 6 e 18 horas, segundo uma função senoidal.

Medidas das propriedades físicas do solo

As medidas de condutividade hidráulica saturada, granulometria e dos parâmetros de saturação máxima, capacidade de campo e ponto de murchamento permanente, obtidos através da curva de retenção, contribuíram no sentido de mostrar a ordem de grandeza das propriedades físicas do solo da bacia, uma vez que as variáveis espaciais mensuradas apresentam grande variabilidade, não sendo possível amostragens representativas na escala estudada.

Devido à grande predominância de áreas de pastagem na bacia, as medidas foram, em sua maioria, realizadas neste tipo de uso da terra (4 transectos), além de um transecto em área de floresta. Os pontos de medida foram distribuídos geograficamente, em diferentes tipos de solos, sendo suas localizações e o esquema dos transectos observados na Figura 3.

Os tipos de solo e uso da terra para cada transecto são: Transecto A: Podzólico Vermelho Amarelo, pastagem; Transecto B: Latossolo Roxo, floresta; Transecto C: Areia Quartzosa, pastagem; Transecto D: Latossolo Vermelho Amarelo, pastagem e Transecto E: Podzólico Vermelho Amarelo, pastagem.

As medidas realizadas foram as seguintes:

- condutividade hidráulica saturada: medidas em 5 pontos equidistantes de 50 m, em transectos acompanhando o sentido da vertente, a diferentes profundidades (0,25,

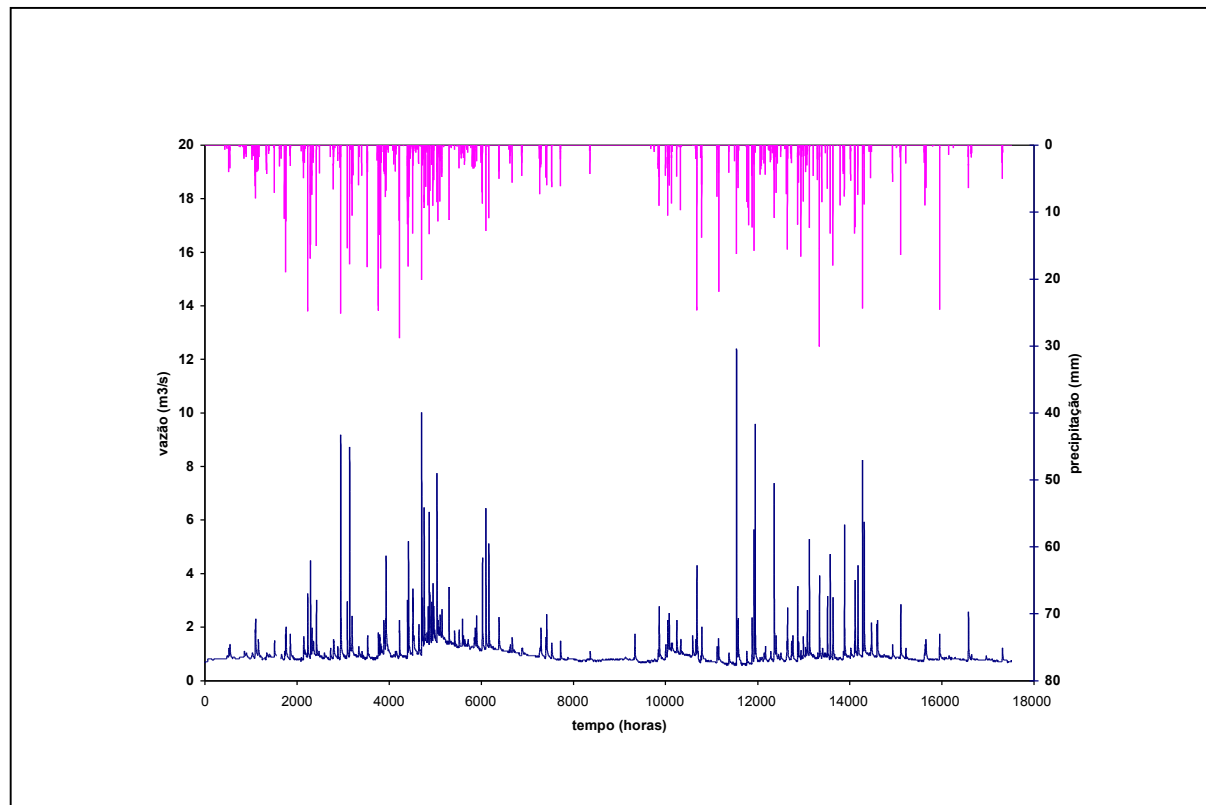


Figura 2. Dados horários de precipitação e vazão do rio Corumbataí na cidade de Analândia no período de 01/08/92 a 01/08/94.

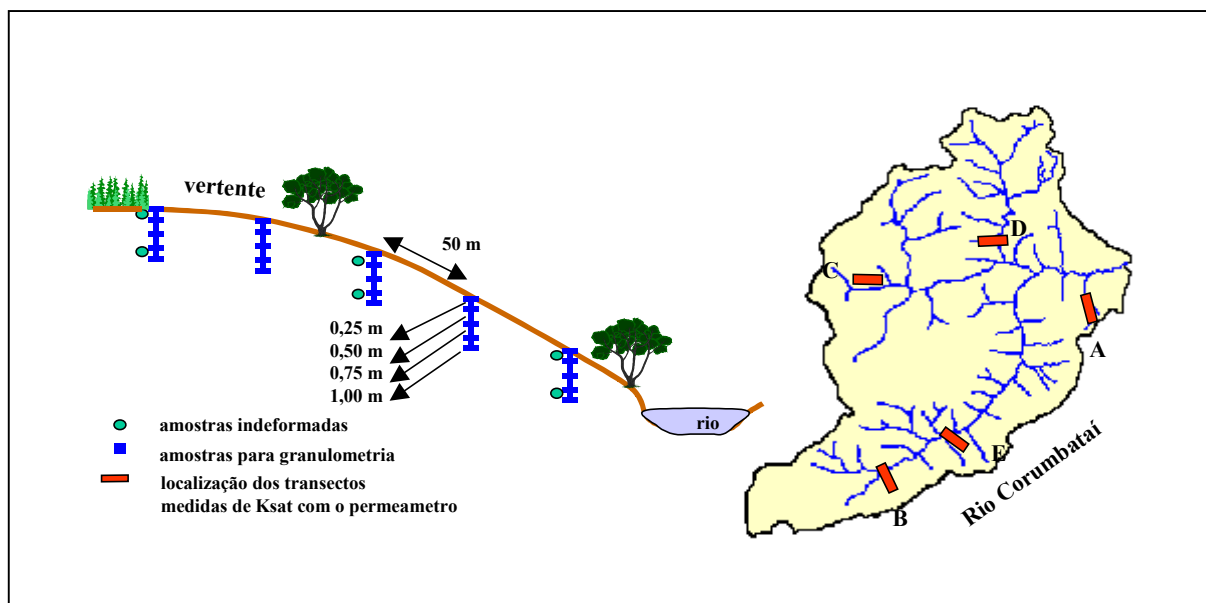


Figura 3. Desenho esquemático do transecto para medidas das propriedades físicas do solo e localização dos mesmos dentro da bacia.

0,50, 0,75 e 1 metro), através de um Permeâmetro Compacto a Carga Constante (*Amoozometer*), cujos princípios teóricos e metodologia de uso são descritos em Amoozegar (1992);

- coleta de amostras para a análise da granulometria: nos mesmos pontos e profundidades das medidas de condutividade hidráulica saturada foram coletadas amostras de solo para a análise através do método da pipeta (EMBRAPA, 1979);
- coleta de amostras indeformadas: para cada transecto, foram coletadas amostras indeformadas nas profundidades de 0,20 e 0,80 m em três pontos (nos extremos e no intermediário). Os parâmetros relativos à saturação máxima, capacidade de campo e ponto de murchamento permanente, que caracterizam a curva de retenção, foram obtidos através do método da placa de Richards (EMBRAPA, 1979) e são diretamente relacionados com o parâmetro de armazenamento de água no solo (SRmax) do modelo.

ESTUDOS DE MODELAGEM USANDO TOPMODEL

Base conceitual do TOPMODEL

O TOPMODEL é composto de conceitos que podem ser usados para reproduzir o comportamento hidrológico de uma bacia de forma distribuída ou semi-distribuída e não deve ser considerado como “pacote” computacional, devendo ser adaptado em cada caso para representar as condições locais de funcionamento de uma bacia (Beven et al., 1995). Ele utiliza o conceito da “área variável de contribuição” e a partir de sua primeira aplicação (Beven e Kirkby, 1979) vem sendo modificado, incluindo sempre que possível, melhores representações dos processos de geração de vazão.

A teoria e o equacionamento do modelo é bem divulgada na literatura, onde são apresentados em diferentes níveis de detalhamento (Beven et al., 1995; Franchini et al., 1996; Mine e Clarke, 1996; Saulnier, 1996). Por esse motivo apenas a base conceitual do mesmo é descrita abaixo.

Segundo Beven et al. (1995) o TOPMODEL fundamenta-se em duas premissas básicas: a dinâmica da zona saturada pode ser aproximada por uma série de “regimes estacionários” e o gradiente hidráulico da zona saturada

pode ser aproximado pela inclinação da superfície do solo ($\tan \beta$) num determinado local.

Essas premissas conduzem a relações simples entre o armazenamento de água na bacia e os níveis locais do lençol freático, no qual o principal fator é o índice topográfico:

$$IT = \ln(a/\tan \beta) \quad (1)$$

onde a é a área por unidade de contorno de uma superfície discreta no interior da bacia.

Esse índice representa a propensão de um ponto qualquer da bacia chegar à saturação e é utilizado como “similaridade hidrológica”, ou seja, todos os pontos com o mesmo valor deste apresentam o mesmo comportamento hidrológico.

Uma terceira hipótese corresponde à distribuição exponencial da transmissividade com a profundidade, como uma função do déficit de armazenamento, representado pela equação:

$$T = T_o \exp(-S/M) \quad (2)$$

onde T_o é a transmissividade lateral quando o solo está saturado à superfície; T a transmissividade local; S o déficit de armazenamento local; e M o parâmetro de decaimento do armazenamento de água no solo.

O lençol freático é considerado como sendo paralelo à superfície do solo e o escoamento sub-superficial q_i à uma profundidade z_i é calculado pela equação:

$$q_i = T_o \tan \beta \exp(-S_i/M) = a_i \cdot r \quad (3)$$

onde r é a taxa de recarga espacialmente uniforme do lençol freático.

Através do desenvolvimento dessas equações, chega-se ao cálculo da profundidade do lençol freático e dos componentes de armazenamento e fluxo de água nas zonas não saturada e saturada. O escoamento na bacia é propagado através de uma função distância-resposta e a propagação no canal é representada por uma solução explícita do método da onda cinemática (Tucci, 1998).

O modelo pressupõe que o escoamento é gerado em áreas saturadas cuja distribuição espacial constitui a área variável de contribuição efetiva. A distribuição espacial do IT pode ser derivada do modelo digital do terreno (DEM) através da interface gráfica do modelo ou de um SIG.

Entradas e parâmetros do modelo

As informações hidrometeorológicas necessárias ao modelo são: precipitação, vazão e evapotranspiração.

O modelo utiliza um único parâmetro distribuído espacialmente: o índice topográfico, que fornece um índice de similaridade hidrológica dos pontos da bacia. O índice topográfico (IT) foi gerado através de um modelo digital de elevação (DEM com células de 20 x 20 m), segundo a metodologia descrita por Quinn et al. (1991). A partir da distribuição espacial dos valores de IT (Schuler, 1998) obtém-se a distribuição relativa à porcentagem de área na bacia (Figura 4), que é uma entrada do TOPMODEL.

Para alimentar o modelo são necessários também os seguintes parâmetros:

- M - parâmetro de armazenamento exponencial (m);
- To - transmissividade lateral saturada (m^2/h);
- td - tempo de resposta da zona não saturada por unidade do déficit de armazenamento (h/m);
- v - velocidade de propagação em canal (m/h);
- v' - velocidade de propagação das sub-bacias internas (m/h);
- SRmax - capacidade de água disponível na zona das raízes (m);
- SR0 - Déficit inicial de umidade na zona das raízes (m).

Para tais parâmetros, computados com valores médios para a bacia, procurou-se obter valores físicos através de um estudo de campo realizado na área. Estes resultados, combinados a dados da bibliografia do TOPMODEL, forneceram as informações iniciais para uma calibração preliminar do modelo realizada com o período de dezembro de 1992. Este procedimento de calibração "manual", ou seja, não automatizada, possibilitou a percepção do comportamento do modelo com a variação de cada um dos parâmetros isoladamente, contribuindo para estabelecer uma faixa de valores próximos aos obtidos nos levantamentos de campo, e que foi utilizada na análise da sensibilidade dos parâmetros.

A seguir, serão citados os métodos de obtenção dos valores estimados e suas respectivas faixas, sendo a validade destes resultados discutida no item 4.

1. O parâmetro de armazenamento exponencial (M), pode ser obtido de duas maneiras:
 - a. o estudo das recessões utilizando a curva $(1/Q_b) = (1/Q_o) - (t/M)$ obtida pela solução da equação de recessão (Beven, 1985; Mi-ne e Clarke, 1996). A análise de recessões foi realizada para os principais eventos en-

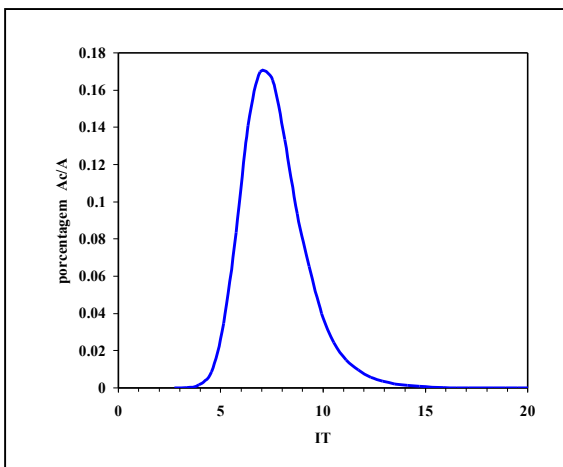


Figura 4. Distribuição do índice topográfico relativo à porcentagem da área ocupada na bacia.

tre 01/08/92 e 01/04/93 e a média dos valores obtidos foi de 0,0033 com desvio padrão de 0,0012.

- b. o estudo da condutividade hidráulica saturada, a partir de medidas de campo ajustadas a um modelo exponencial no formato $K = K_0 \exp(-fz)$, onde K é a condutividade hidráulica saturada; K_0 é a condutividade hidráulica saturada à superfície (m/h); z é a profundidade do solo (m); e f é o decaimento de K com a profundidade z, considerado constante para a bacia (m^{-1}), sendo $f = \Delta\theta_1 / M = (\theta_s - \theta_{fc}) / M$, θ_s e θ_{fc} são as taxas de umidade de saturação e capacidade de campo respectivamente, e $\Delta\theta_1$ é uma porosidade drenável. O valor médio de M obtido utilizando os dados de campo foi de 0,11 m com desvio padrão de 0,09 m, e os valores de M variando de 0,02 a 0,20 m.
2. Transmissividade lateral saturada (To): Através da integração da equação exponencial da condutividade $K = K_0 \exp(-S/M)$ entre a superfície do solo até o leito rochoso, pode-se obter a relação $To = K_0 \cdot M$ (Saulnier, 1996). Os valores de K_0 apresentaram mediana $10,1 \text{ cmh}^{-1}$ e os extremos $0,12$ e 37 cmh^{-1} . A mediana de To é $0,012$ e os valores extremos $0,005$ e $0,08 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$.
3. Tempo de resposta da zona não saturada por unidade do déficit de armazenamento (td): Pela própria estrutura do modelo pode-se constatar que o armazenamento não

saturado não é ativo quando t_d é baixo e toda a água percola durante o mesmo passo de tempo para a região de armazenamento saturado (Mine e Clarke, 1996). Por outro lado, a percolação torna-se negligenciável quando t_d é alto. Ambroise (1996) utilizou um valor de $2,56 \text{ hm}^{-1}$ para solos cobertos com gramíneas e com condutividade hidráulica ao redor de $0,39 \text{ mh}^{-1}$. Mine e Clarke (1996) trabalhando em uma bacia com alto índice de impermeabilização utilizaram valores grandes de t_d , na faixa de 10 hm^{-1} a 50 hm^{-1} . Embora as características da bacia estudada, de solos em grande parte arenosos, indiquem um rápido tempo de resposta, utilizaram-se valores variando entre 1 e 50 hm^{-1} a fim de avaliar a sensibilidade ao parâmetro.

4. Velocidade de propagação em canal (v) e nas sub-bacias internas (v'): O cálculo da velocidade de propagação em canais foi feito pela equação $v = dQ/dA$, onde dQ é a variação de vazão em $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ e dA é a variação da área de seção transversal do canal em m^2 (Mine e Clarke, 1996). A equação foi aplicada para vários eventos no período entre 1992 e 1993, utilizando as áreas da seção transversal relativas a determinadas vazões, obtidas a partir da curva chave do posto 4D-023 do DAEE. Os valores calculados mostram uma média em torno de 2 ms^{-1} (7200 mh^{-1}) para a propagação em canal, enquanto para a velocidade nas sub-bacias internas estimou-se $0,5 \text{ ms}^{-1}$ (1800 mh^{-1}). Verificou-se pela calibração preliminar que os resultados variavam muito pouco com a mudança das velocidades de propagação em canal v e em sub-bacias internas v' e a partir daí fixaram-se os valores estimados, ou seja, $v = 7200 \text{ mh}^{-1}$ e $v' = 1800 \text{ mh}^{-1}$.
5. Capacidade de água disponível na zona das raízes (SR_{max}): Através dos resultados das curvas de retenção com os valores locais de saturação máxima, capacidade de campo e ponto de murchamento, pode-se calcular o parâmetro SR_{max} através da equação $\text{SR}_{\text{max}} = (\theta_{\text{cc}} - \theta_{\text{pmp}}) \cdot z$, onde θ_{cc} é a taxa de umidade da capacidade de campo, θ_{pmp} do ponto de murchamento permanente e z a profundidade da zona das raízes. Considerou-se o valor de $\Delta\theta = \theta_{\text{cc}} - \theta_{\text{pmp}}$ de aproximadamente 5%, conforme obtido pela curva de retenção das amostras indeformadas. A estimativa de SR_{max} foi de $0,05 \text{ m}$ e $0,10 \text{ m}$, para

uma zona radicular de profundidade z igual a 1 m e 2 m , respectivamente.

6. Déficit inicial de umidade na zona das raízes (SR_0): este parâmetro é representativo das condições iniciais de umidade do solo. Na fase de testes preliminares realizados com o período de dezembro/1992, o déficit inicial foi fixado em $0,02 \text{ m}$, como uma fração (40%) da capacidade máxima de armazenamento das raízes (SR_{max}) de $0,05 \text{ m}$, variando-se os demais parâmetros. Após a calibração deste, o valor de SR_0 foi modificado para $0,03 \text{ m}$ e $0,04 \text{ m}$, com os outros parâmetros fixos, e obteve-se uma melhor estimativa da vazão de base com o déficit $0,04 \text{ m}$. Posteriormente, realizaram-se múltiplas simulações com este parâmetro variando de $0,02$ a $0,20 \text{ m}$, confirmando melhores resultados ao redor de $0,05 \text{ m}$.

Calibração e análise de sensibilidade do modelo

A prática de calibração com otimização automática não é encorajada pelos autores do TOPMODEL, devido à inexistência de um único conjunto de valores ótimos dos parâmetros. No presente trabalho, ao invés de uma calibração propriamente dita, optou-se por uma avaliação do modelo baseada na determinação das medidas de eficiência apresentadas em um grande número de simulações, nas quais os valores dos parâmetros eram números randômicos estimados pelo método Monte Carlo, dentro de uma faixa de valores estabelecida na fase anterior. Este procedimento permite obter vários conjuntos de valores para os parâmetros adequados matematicamente à simulação do escoamento gerado na bacia de estudo. No entanto, muitos destes valores podem não apresentar qualquer validade física.

Os conjuntos de valores gerados randomicamente foram testados no TOPMODEL, em 200.000 execuções para vários períodos, de aproximadamente 15 dias, durante dois anos hídricos, de agosto/1992 a julho/1994, e 10.000 execuções para eventos de aproximadamente 20 a 80 horas de duração. A sensibilidade dos parâmetros foi avaliada a partir da qualidade apresentada por estas simulações.

A análise da qualidade de uma simulação é em geral realizada através da medida da aderência entre as vazões observadas e simuladas. O critério utilizado foi a eficiência E de Nash e Sutcliffe, dado por $E = 1 - (\text{variância dos resíduos} / \text{variância dos valores observados})$. Quanto melhor o ajuste entre

os dois conjuntos de valores, mais próximo de 1 é o valor de E (Mine e Clarke, 1996).

O método de Monte Carlo para geração aleatória de parâmetros representou uma tentativa de melhorar o desempenho computacional de execução do modelo. Introduziu-se uma rotina FORTRAN de geração de números aleatórios com distribuição uniforme (Método de Monte Carlo), num procedimento similar ao utilizado por Osterdorf et al. (1997), Pinol et al. (1997) e Kim e Delleur (1997). Esse procedimento permitiu ainda a introdução do teste de Kolmogorov-Smirnov para o estudo de sensibilidade dos parâmetros (Kim e Delleur, 1997; Siegel, 1959) nas diversas situações de simulações. Essas mudanças mostraram-se muito eficientes do ponto de vista computacional e conceitual, e foram adotadas como metodologia final para as simulações.

Os passos dessa metodologia são:

- selecionar os dados de entrada de precipitação, vazão e evapotranspiração a serem utilizados na simulação;
- determinar os intervalos dentro dos quais cada um dos parâmetros deve variar, com limites inferiores (PA_i) e superiores (PB_i), onde i é o número de ordem de cada parâmetro;
- gerar um número aleatório (PAR_i) para cada parâmetro i através da subrotina RANDOM com distribuição uniforme entre 0 e 1 (existente no *software* FORTRAN). O cálculo do mesmo é dado pela equação $PAR_i = PA_i + RANDOM_i * (PB_i - PA_i)$, de modo que ele esteja dentro do intervalo pré-determinado;
- proceder ao cálculo da eficiência E a cada simulação;
- estipular um critério de aceitação da eficiência. O valor limite da mesma, determinado através de uma análise exploratória inicial, considerou aceitáveis os valores $E > 0,3$;
- aplicar o teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras (Siegel, 1959). Esse teste serve para determinar se a distribuição dos valores aceitáveis é igual à dos não aceitáveis, mostrando neste caso que o modelo não é sensível àquele parâmetro, nas condições simuladas. Os valores de cada parâmetro são divididos em 100 classes de frequência (divididos em intervalos $INT = (PB_i - PA_i) / 100$) nos quais os valores de E acima e abaixo do valor limite (0,3) são contados. As frequências acumuladas de eficiências aceitas ACA (x) e não acei-

tas ACN (x) são comparadas, gerando a estatística D, dada por:

$$D = \max \{ABS [ACA(x) - ACN(x)]\}$$

Esse valor é comparado com o valor crítico para o nível de significância de 0,05. Para um número de amostras grande esse valor crítico é igual a:

$$\delta = 1,36 \{(m+n)/mn\}^{1/2}$$

onde m e n são o número de amostras aceitas e não aceitas respectivamente.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O método aplicado para avaliação do modelo TOPMODEL apresentou resultados interessantes sobre a sensibilidade do modelo aos parâmetros para as duas escalas temporais avaliadas: eventos cuja duração variava de 1 a 3 dias (chamados daqui para a frente de *eventos*) e períodos de aproximadamente 15 dias (chamados daqui para a frente de *períodos*). É importante novamente ressaltar que este trabalho não pretendeu ser um exercício clássico de modelagem, com calibração-validação do modelo com dados de outros períodos, mas verificar como o TOPMODEL, em sua forma original, representa os processos de geração de vazão numa bacia em condições subtropicais, suas deficiências e parâmetros efetivos do modelo.

Os resultados obtidos pela simulação de Monte Carlo foram plotados em gráficos de dispersão relacionando os valores dos parâmetros com o valor do critério de eficiência alcançado. A Figura 5 é um exemplo desses gráficos referente ao período 6. Dos 36 períodos testados, apresentaram resultados de simulações com eficiência acima de 0,3 apenas 10 períodos no primeiro ano (92/93) e 13 períodos no segundo ano (93/94). Para eventos, o modelo demonstrou ser menos eficiente, com apenas 10 eventos em cada ano, entre os 72 selecionados no total, apresentando simulações com valores de $E > 0,30$.

A sensibilidade do modelo aos parâmetros avaliados, M, $\ln To$, TD, SR_{max} e SR_o, pode ser percebida visualmente nos gráficos de dispersão da eficiência obtida em função dos valores dos parâmetros. O teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras fornece um critério quantitativo para avaliar esta sensibilidade. A Figura 6 mostra o teste K-S para os cinco parâmetros no período 6, com os valores das diferenças máximas entre a distribui-

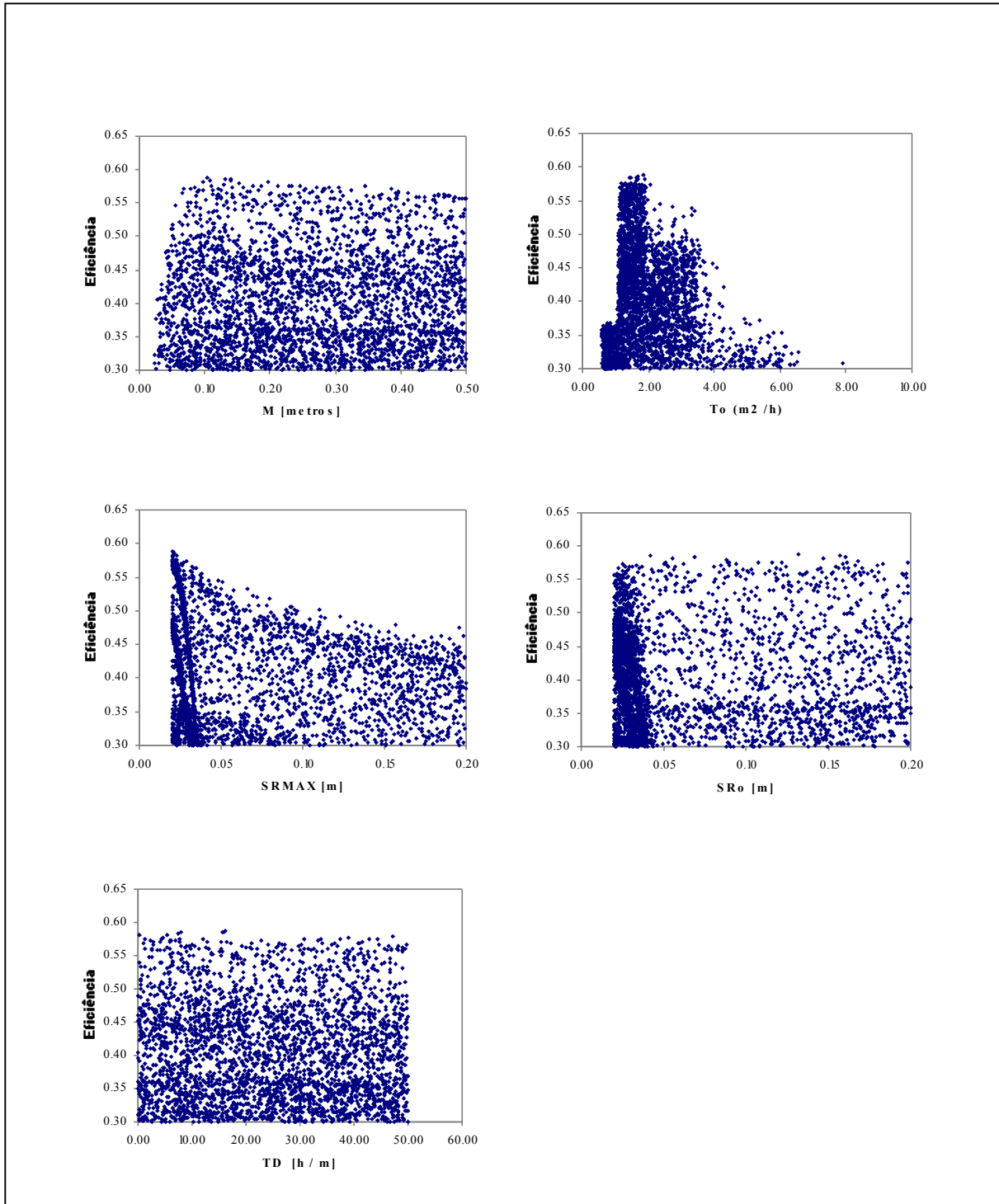


Figura 5. Distribuições das eficiências obtidas em função dos valores de cada parâmetro em simulações do período 6 (01 a 15/12/92) através do método de Monte Carlo.

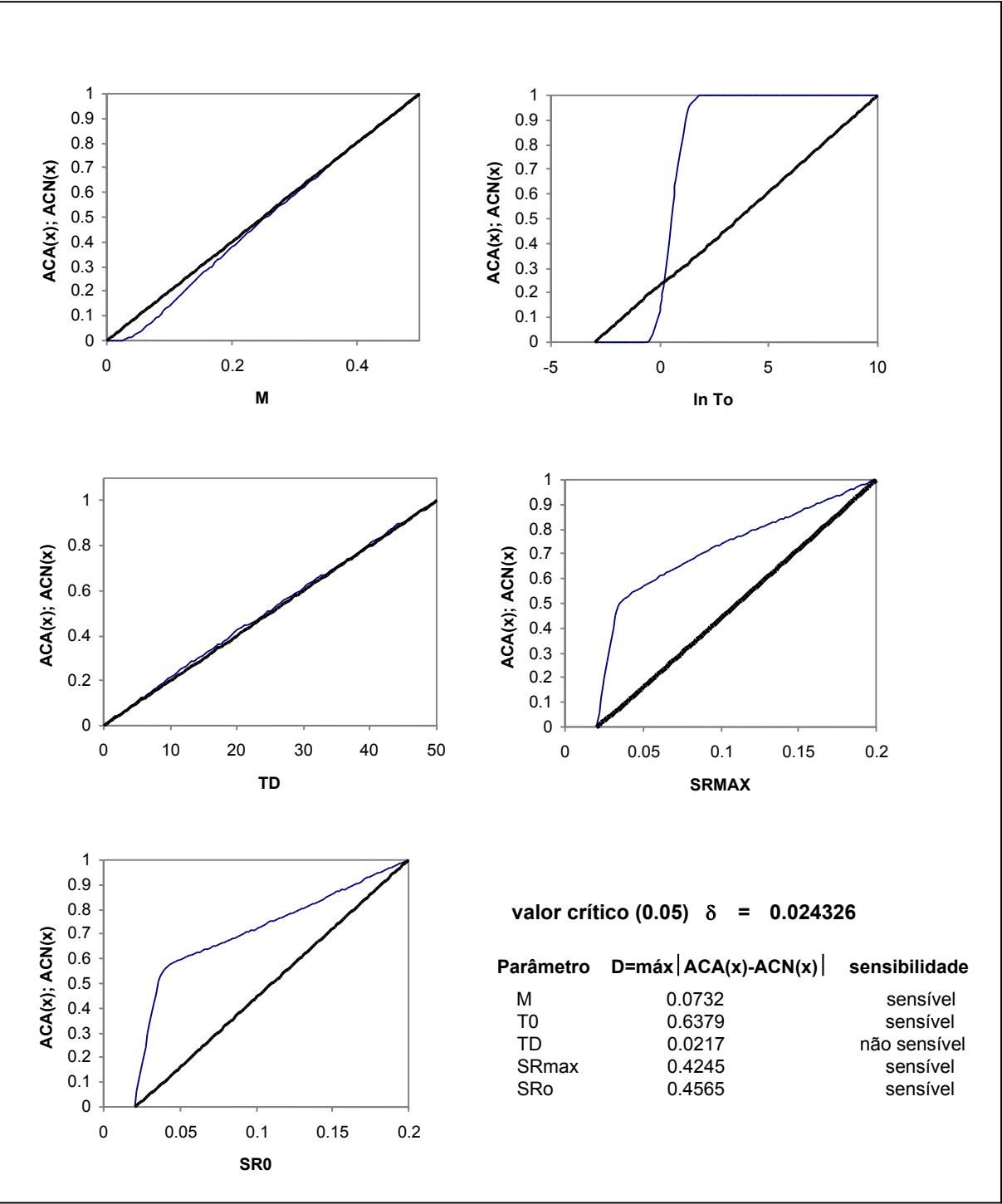


Figura 6. Teste de Kolmogorov-Smirnov para duas amostras em simulações do período 6 (01 a 15/12/92), onde ACA (—) é a frequência acumulada de eficiências aceitas e ACN (---) de eficiências não-aceitas.

ção aceitável e a inaceitável e o valor crítico para esta diferença ao nível de significância de 0,05. Diferenças superiores a este valor crítico indicam sensibilidade do modelo ao parâmetro.

As Tabelas 1 e 2 apresentam os resultados do teste Kolmogorov-Smirnov para períodos e eventos respectivamente. Esse teste verifica a aceitação da aderência entre as duas amostras (H_0), ou seja, a não-sensibilidade ao parâmetro no caso da distribuição dos valores aceitos ser igual à dos valores não aceitos. A distribuição da eficiência obtida em função dos valores aceitos dentro do espaço de variação de cada parâmetro, estabelece uma informação adicional sobre a sensibilidade do modelo, mostrando a possibilidade do mesmo obter alta eficiência com diferentes valores dos parâmetros, fora da faixa considerada realista fisicamente (Figura 5).

Nas simulações de períodos quinzenais, o modelo apresentou sensibilidade aos seguintes parâmetros: decaimento exponencial M (ou espessura efetiva do solo), a transmissividade lateral T_0 , a capacidade máxima de armazenamento SRmax.

Em relação ao déficit inicial de água no solo (SRo), o modelo apresentou um padrão variável de sensibilidade para os períodos, enquanto para eventos foi bastante sensível. O parâmetro TD foi ineficaz em ambos os casos. As simulações de eventos isolados mostraram baixa sensibilidade ao parâmetro M (Tabela 2). As possíveis explicações físicas para a efetividade de cada parâmetro serão discutidas adiante.

A partir dos conjuntos de parâmetros que obtiveram maior eficiência, foram simuladas as vazões para os períodos e eventos selecionados, utilizando seus respectivos conjuntos de valores "ótimos" de parâmetros. Foram traçados os gráficos de vazão observada e simulada, com a precipitação. As Figuras 7 e 8 apresentam exemplos desses hidrogramas para dois períodos e dois eventos, respectivamente.

Os hidrogramas, ao representarem as vazões simulada e observada e o perfil da chuva, fornecem informação sobre o comportamento do TOPMODEL na representação da bacia estudada, e o efeito de cada parâmetro do modelo.

Tabela 1. Teste de Kolmogorov-Smirnov para períodos quinzenais.

Períodos	m	lnTo	TD	SRMAX	SR0	D (0.05)	D (0.10)	Nº execuções c/ E> 0,3
1	0.267	0.6212	0.0967*	0.1451*	0.9802	0.1700	0.1525	64
2	0.6493	0.54	0.2729	0.8518	0.1262**	0.1269	0.1138	115
4	0.3081	0.5431	0.0359	0.2487	0.2501	0.0186	0.0167	5506
6	0.0732	0.6379	0.0217*	0.4245	0.4565	0.0243	0.0218	3176
8	0.5321	0.4996	0.3368	0.4095	0.3029	0.0623	0.0559	478
9	0.2253	0.5372	0.0379	0.6066	0.2021	0.0252	0.0226	2965
10	0.0348	0.6625	0.0059*	0.2327	0.212	0.0119	0.0107	14008
11	0.3736	0.6805	0.1149*	0.2546	0.98	0.2667	0.2393	26
12	0.7438	0.0084*	0.0064*	0.0157	0.0102*	0.0130	0.0116	11709
14	0.0926	0.6567	0.0116*	0.5544	0.2429	0.0202	0.0182	4620
19	0.8503	0.6406	0.3312*	0.9805	0.198*	0.4301	0.3858	10
21	0.1653	0.5665	0.0133*	0.5281	0.3357	0.0239	0.0215	3279
23	0.1698	0.7006	0.0529*	0.9714	0.0352*	0.0974	0.0874	195
24	0.8512	0.6226	0.0712*	0.5881	0.2358	0.0899	0.0807	229
25	0.0578	0.6354	0.0122*	0.5444	0.2316	0.0152	0.0136	8403
26	0.1853	0.6317	0.0584	0.8899	0.0373*	0.0430	0.0386	1006
27	0.0776	0.6403	0.0172**	0.3098	0.2649	0.0177	0.0159	6055
28	0.0782	0.5137	0.0071*	0.4385	0.2877	0.0124	0.0111	12925
31	0.0295*	0.6412	0.0169	0.8157	0.1284	0.0345	0.0309	1568
33	0.2688	0.6725	0.0238*	0.9383	0.0353*	0.0555	0.0498	602
34	0.7217	0.7531	0.2194*	0.8916	0.26*	0.3512	0.3150	15
35	0.2128	0.5851	0.0201*	0.9615	0.0287*	0.0491	0.0441	769
36	0.2471	0.6845	0.0283*	0.9608	0.0639**	0.0657	0.0590	429

Total de execuções em cada período: 200.000

* não apresenta sensibilidade a 0,05 e a 0,10 de significância

** não apresenta sensibilidade a 0,05 mas é sensível a 0,10 de significância

Os demais apresentam sensibilidade ao nível de 0,05 de significância

Tabela 2. Teste de Kolmogorov-Smirnov para eventos.

Eventos	m	lnTo	TD	SRMAX	SR0	D (0.05)	D (0.10)	Nº.execuções c/ E> 0,3
92-93								
ev.7	0.2363	0.5809	0.1469**	0.3894	0.4764	0.1631	0.1463	70
ev.8	0.0634*	0.5409	0.0445*	0.0659*	0.8119	0.0853	0.0765	261
ev.9	0.5202*	0.9186	0.363*	0.5921**	0.3883*	0.6084	0.5457	5
ev.13	0.0569*	0.6505	0.0338*	0.2919	0.5291	0.0680	0.0610	418
ev.16	0.0863*	0.6414	0.0872*	0.2507	0.6267	0.1409	0.1264	94
ev.17	0.0628*	0.5689	0.1311**	0.3181	0.5586	0.1395	0.1251	96
ev.18	0.0978*	0.6485	0.1401*	0.2218	0.9502	0.2055	0.1843	44
ev.19	0.0444*	0.7019	0.0445*	0.4245	0.5095	0.1043	0.0936	173
ev.20	0.1449*	0.6881	0.2304*	0.1654*	0.9791	0.2839	0.2547	23
ev.28	0.0648*	0.6308	0.0645*	0.2907	0.6348	0.1043	0.0936	173
93-94								
ev.37	0.2788*	0.6786	0.2463*	0.2668*	0.9781	0.3774	0.3386	13
ev.42	0.0429*	0.5685	0.0471*	0.0612*	0.8723	0.0979	0.0878	197
ev.43	0.3266**	0.6787	0.1425*	0.2309*	0.9677	0.3514	0.3152	15
ev.51	0.0759*	0.687	0.0853*	0.4564	0.4676	0.1178	0.1057	135
ev.52	0.7996	0.6669	0.3857*	0.4072*	0.957	0.6084	0.5457	5
ev.53	0.1707*	0.7296	0.2221*	0.2353*	0.9784	0.3403	0.3052	16
ev.57	0.0373*	0.5566	0.0336*	0.3856	0.4006	0.0698	0.0626	395
ev.63	0.036*	0.6279	0.0455*	0.424	0.4762	0.0979	0.0878	197
ev.65	0.049*	0.703	0.0741*	0.3904	0.5496	0.1142	0.1024	144
ev.69	0.0932*	0.7312	0.1221*	0.1462*	0.9699	0.2210	0.1983	38

Total de execuções em cada evento: 10.000

* não apresenta sensibilidade a 0,05 e a 0,10 de significância

** não apresenta sensibilidade a 0,05 mas é sensível a 0,10 de significância

Os demais apresentam sensibilidade ao nível de 0,05 de significância

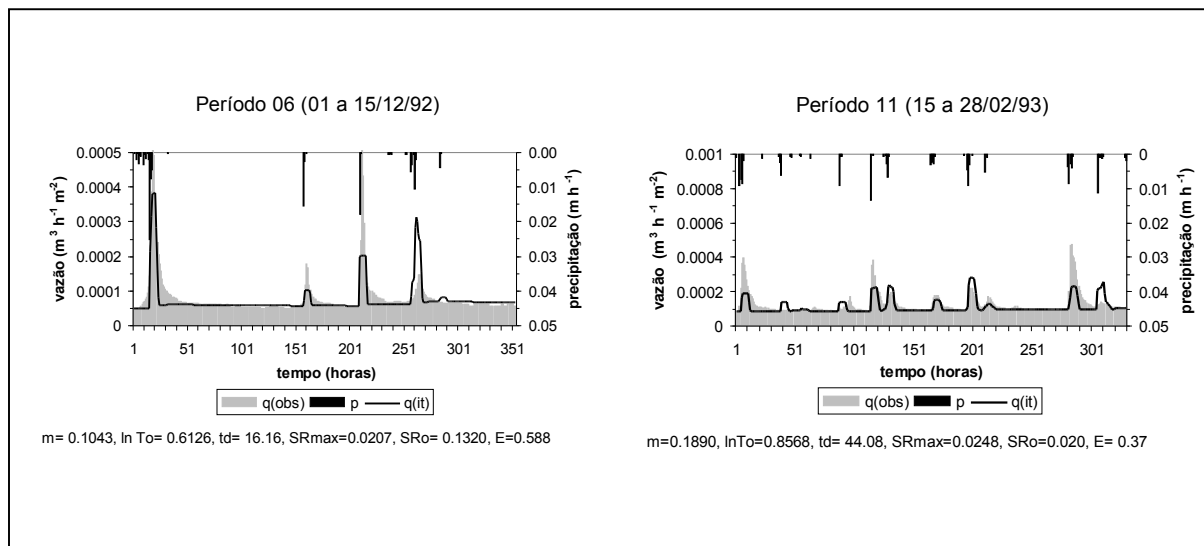


Figura 7. Precipitação e hidrogramas observados e calculados dos períodos 6 e 11. As unidades equivalem à vazão e à precipitação específicas ($\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{m}^{-2}$).

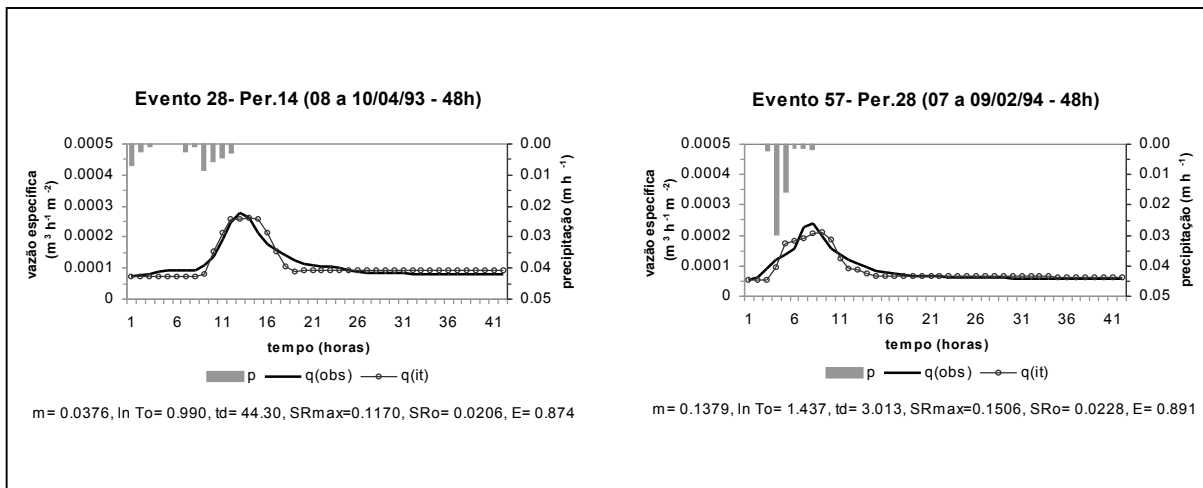


Figura 8. Precipitação e hidrogramas observados e calculados dos eventos 28 e 57. As unidades equivalem à vazão e à precipitação específicas ($\text{m}^3 \text{h}^{-1} \text{m}^{-2}$).

De maneira geral o modelo simula razoavelmente os picos de vazão e o fluxo base para os períodos e eventos, mas alguns problemas referentes à sua estrutura podem ser relacionados:

- em alguns casos o efeito das primeiras chuvas, ou de chuvas ocorridas após um período prolongado de estiagem, não é simulado pelo modelo (Figura 7). Nestes dois casos, o reservatório de drenagem rápida permanece desativado até o preenchimento da zona das raízes. Quando a condição de umidade do solo é próxima à saturação, a hidrógrafa é melhor simulada;
- a distribuição espacial da chuva é irregular. Na Figura 7, período 6, por exemplo, observa-se que na hora 261, o modelo simulou uma chuva localizada na estação pluviométrica, e que provavelmente não teve distribuição uniforme na bacia. É preciso notar que a topografia da região de estudo, com encostas abruptas, favorece a ocorrência de chuvas orográficas;
- a simulação dos picos dos hidrogramas não é satisfatória (Figura 7), ocorrendo subestimativa destas vazões. Isto se deve provavelmente à geração de escoamento superficial em locais com baixa taxa de infiltração e direcionados ao canal através de caminhos preferenciais. Esse processo não está representado pelo modelo. As observações de campo mostraram a ocorrência de escoamento superficial e caminhos preferenciais de fluxo, em estradas e “carreiros de gado”;

- nos períodos com chuvas contínuas de baixa intensidade, a manutenção da umidade do solo próxima à condição de saturação favoreceu o desempenho do modelo. Tal resultado está de acordo com as premissas do mesmo, que prioriza o escoamento sub-superficial da zona saturada, e o refluxo, no caso de afloramento da zona de saturação.

A partir dos hidrogramas e dos resultados do teste de sensibilidade, nas estações úmidas de 1992/1993 (EU92/93) e 1993/1994 (EU93/94), apresentam-se a seguir, comentários e observações sobre a efetividade dos parâmetros do TOPMODEL nas condições de estudo.

O parâmetro M

A interpretação física desse parâmetro é que ele atua como controlador da profundidade efetiva do perfil do solo e, junto com a transmissividade saturada (T_o), determina a zona ativa do solo onde ocorre o escoamento sub-superficial. Quanto maior o valor de M, maior a espessura da camada do solo considerada como condutora para o regime sub-superficial e, quanto mais profundo for o solo, mais lentos tornam-se os processos de geração de vazão.

Os valores de estimativa inicial de M a partir do levantamento de dados de condutividade hidráulica no perfil do solo, variaram em torno de 0,02 a 0,20 m, enquanto que pelo método de comportamento da recessão, que relaciona ($1/M$) com a

variação do inverso da vazão ($1/Q$) ao longo do tempo, os valores calculados de M foram bem menores, de 0,0021 a 0,0045 m. Nos períodos em que o parâmetro mostrou sensibilidade, normalmente a grandeza dos valores considerados aceitáveis para simular a vazão se aproxima da estimativa dos levantamentos pontuais de campo, não tendo relação com os valores obtidos pelo método da recessão, que integra o comportamento da bacia.

O modelo mostrou sensibilidade a este parâmetro nas simulações dos períodos quinzenais, mas não nos eventos, de acordo com o teste K-S. Por outro lado, a avaliação visual dos gráficos relacionando a eficiência aos valores aceitos de M (Figura 5) e do gráfico “box-plot” (Figura 9a) mostram uma grande variação dos valores aceitáveis dentro da faixa avaliada, indicando a não sensibilidade do modelo à variação deste parâmetro.

Teoricamente, o parâmetro M tem um papel importante na representação do decaimento da vazão durante a recessão. Valores mais altos de M representam um decaimento menor da transmissividade T_o com o déficit de armazenamento, bem como um decaimento mais suave da curva de recessão. Observa-se que a simulação nos períodos avaliados, inclusive naqueles que obtiveram eficiências mais altas, não representou adequadamente o decaimento da recessão.

Nos eventos, a simulação da recessão aparenta ser mais próxima ao hidrograma real do que nos períodos. Porém, apenas alguns eventos, com vazões de pico variando de 0,0001 a 0,0006 m.h⁻¹, consideradas médias para a região, obtiveram resultados aceitáveis para simulação, com eficiência $E > 0,30$. Assim, não é possível generalizar que ocorra uma boa representação da recessão nos eventos. Apesar desta maior aproximação com a recessão observada, os eventos não foram sensíveis ao parâmetro M , confirmando a constatação de que este parâmetro não está sendo relevante para representar a recessão das hidrógrafas na bacia estudada.

Segundo Saulnier (1998, comunicação pessoal), esse parâmetro pode não ser efetivo no modelo, caso a forma da recessão não seja hiperbólica, correspondente à equação de decaimento exponencial da transmissividade hidráulica utilizada no cálculo do escoamento lateral q_{it} . Neste caso, nenhum valor de M permitiria reconstituir as recessões corretamente.

Uma hipótese a ser levantada para justificar tal fato é que o decaimento exponencial teórico da condutividade em função da profundidade, pressuposto no TOPMODEL, pode não ocorrer de fato em todos os solos da bacia estudada. Os resultados de condutividade hidráulica saturada me-

diada no campo mostram que, embora os valores da mediana apresentassem um decaimento exponencial com a profundidade, os diferentes transectos apresentaram um decaimento suave, que não seria bem representado pelo decaimento exponencial.

Recentemente, existem algumas abordagens tentando relaxar o pressuposto do TOPMODEL de decaimento exponencial uniforme para a bacia. Para algumas regiões e tipos de solo, outras funções representam melhor a relação entre a transmissividade e o déficit hídrico no solo, havendo formulações alternativas com equações potenciais de primeira e segunda ordem, que representam relações do tipo linear e parabólico (Franchini et al., 1996; Kirkby, 1997).

Além disso, pode-se considerar que uma bacia possui vários valores de M e, embora seja impraticável relacionar diferentes valores de M para todos os possíveis caminhos de fluxo, a divisão da bacia em duas ou algumas poucas áreas distintas é aconselhada por Kirkby (1997).

O parâmetro T_o

Este parâmetro mostrou grande sensibilidade tanto para períodos quanto para eventos. Os valores obtidos pelas simulações foram mais elevados do que os medidos no campo, como era esperado devido aos efeitos de escala, macroporosidade e caminhos preferenciais. Os valores médios de T_o variaram de 0,37 a 2,7 m²/h, o que representa uma superestimativa dos valores de campo, cujas médias estavam em torno de 0,05 e 0,08 m²h⁻¹. Existem referências de valores calibrados tão altos, que perdem todo o sentido físico, como mostra o trabalho de Franchini et al. (1996), onde se obtiveram valores de condutividade hidráulica saturada (K_0) variando de 35 a 650 m²h⁻¹, correspondendo a uma transmissividade (T_o) de 0,6 a 9,74 m²h⁻¹, uma vez que o valor de f foi também bastante alto (66,67 e 58,8 m⁻¹).

Sobre a validade dos valores de transmissividade, Saulnier (1996) ressalta que o parâmetro refere-se à condutividade lateral, ao passo que, em geral, as medidas de campo supõem a isotropia dos solos. O autor cita dados mostrando que a condutividade lateral em certos casos chega a ser até 100 vezes maior que a vertical.

Os gráficos box-plot (Figura 9b) mostram que os períodos do segundo ano hídrico e os eventos obtiveram valores mais baixos de transmissividade para as simulações aceitáveis quando comparados aos valores dos períodos quinzenais do primeiro ano hídrico, indicando uma maior aproximação com os valores físicos reais observados no campo.

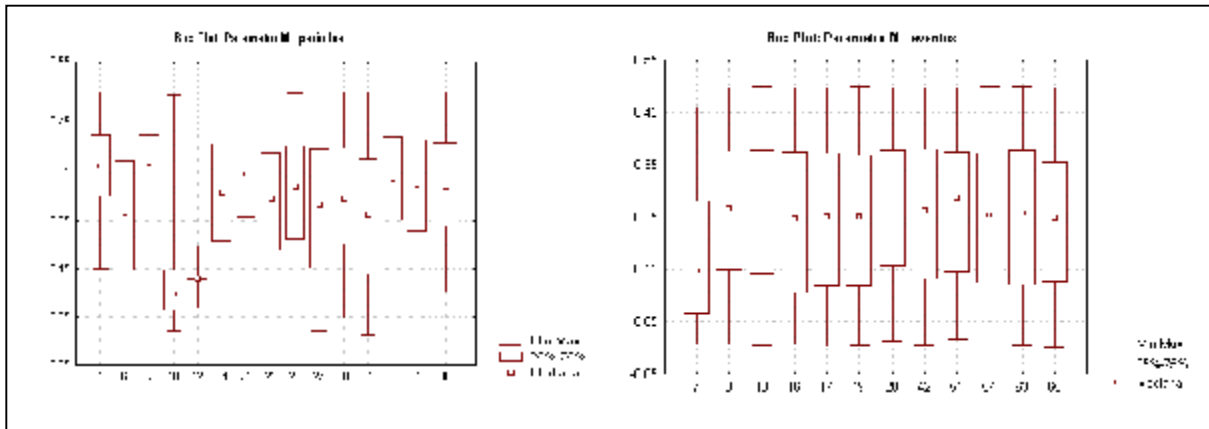


Figura 9a. Distribuição dos valores aceitáveis do parâmetro M em simulações de períodos e eventos, em gráfico tipo "box-plot".

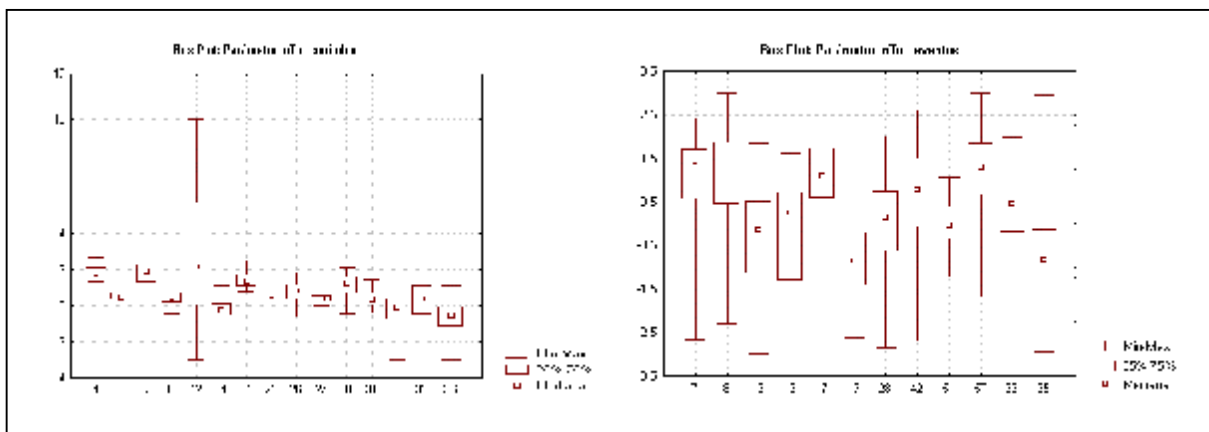


Figura 9b. Distribuição dos valores aceitáveis do parâmetro To em simulações de períodos e eventos, em gráfico tipo "box-plot".

O comportamento da recessão da hidrógrafa simulada, com uma queda abrupta, tem relação com os altos valores de T_0 . Como mostra a equação abaixo, o escoamento lateral q_i é diretamente proporcional ao valor da transmissividade lateral saturada:

$$q_i = T_0 \operatorname{tg} \beta \exp (-S_i/m)$$

A superestimativa de T_0 pode estar resultando em altos valores de escoamento lateral, com um rápido esvaziamento do reservatório de drenagem gravitacional, o que resulta em hidrógrafas com quedas abruptas (Durand et al., 1992).

A Figura 10 mostra alguns exemplos de gráficos de fluxo vertical q_{uz} (da zona não saturada para a zona saturada) em função do tempo. O esvaziamento rápido da zona não saturada confirma a superestimativa de $q_{i,t}$ (fluxo lateral) como responsável pelos des-

vios apresentados nos hidrogramas. A causa pode não pode estar relacionada também ao valor da declividade dado por $\operatorname{tg} \beta$ (Pruski, 1998, comunicação pessoal). Além da possível inadequação do *grid* adotado, o pressuposto do TOPMODEL de uma zona saturada paralela à superfície topográfica do terreno, não corresponde à realidade. A declividade do lençol freático, ou mesmo de uma zona de saturação mais próxima à superfície, chamada "perched water table" normalmente é mais suave que a declividade do terreno, especialmente para o caso de uma bacia com áreas escarpadas, como a de Analândia.

Os valores superestimados do fluxo lateral são uma outra razão para a não sensibilidade do modelo ao parâmetro M, pois provoca uma queda abrupta da vazão durante a recessão, que o valor de M não é capaz de suavizar, a fim de conferir-lhe a forma hiperbólica.

O parâmetro TD

O modelo não apresentou sensibilidade a este parâmetro, como já foi demonstrado pelos testes preliminares e encontrado em outros trabalhos.

O tempo de retardo é utilizado para modelar o movimento da água na zona não saturada, gerando um atraso na chegada da precipitação até a zona saturada. Este tempo de retardo é inócuo quando a zona não-saturada não é ativada no modelo, ocorrendo a percolação da água para a zona saturada num único passo de tempo. Isto ocorre para valores baixos do tempo de retardo, que deve ser o caso em Analândia, onde o solo arenoso apresenta uma alta permeabilidade.

Os gráficos “box-plot” da Figura 9c mostram que o modelo conseguiu se ajustar em uma larga faixa de valores para o tempo de retardo (de 1 a 50 horas/metro). Uma hipótese apontada por Saulnier (1998, comunicação pessoal) para a não-sensibilidade do modelo ao TD são os altos valores calibrados de T_0 , ocasionando o esvaziamento rápido da zona não-saturada (Figura 10). De fato, os valores de TD são determinados em função da transmissividade: quanto maior o valor de T_0 , maior deve ser o valor de TD para estabelecer um atraso sobre o transporte na zona não-saturada. No caso da bacia estudada, mesmo um tempo de retardo (TD) grande pode não ser suficiente para diminuir a velocidade do escoamento. Além do alto valor de T_0 , o rápido escoamento e conseqüente esvaziamento da zona não-saturada é função também da superestimativa da declividade da zona saturada, computada como $\tan \beta$ pelo modelo, conforme foi discutido no item anterior.

O parâmetro SRmax

A sensibilidade ao parâmetro SRmax foi presente para eventos e períodos, com valores médios bem próximos ao estimado pelo estudo de campo, o que indica a possibilidade de se fixar este parâmetro quando se tem dados de porosidade do local. Em geral, os períodos mostraram uma sensibilidade maior à capacidade de armazenamento do solo que os eventos isolados. Os gráficos “box-plot” são apresentados na Figura 9d.

Este parâmetro tem relação direta com a determinação da evapotranspiração real, que depleciona o armazenamento na zona das raízes quando a zona drenada por gravidade é exaurida. Os hidrogramas da bacia estudada mostram que as primeiras chuvas dos períodos quinzenais não são percebidas pelo modelo, assim como as chu-

vas ocorridas após um período prolongado de estiagem. Nestes dois casos, o reservatório de drenagem rápida permanece desativado até o preenchimento da zona das raízes. Por outro lado, quando a condição de umidade do solo é próxima à saturação, após várias horas de chuva, a resposta de elevação da vazão simulada a um novo evento de precipitação é imediata, com uma queda também rápida com a cessação da precipitação.

O intervalo de tempo necessário para o modelo representar os eventos iniciais deve estar associado a um elevado déficit na zona das raízes, superestimado pelo valor de evapotranspiração real utilizado. Vale ressaltar a sazonalidade relacionada a este parâmetro (SRmax), merecendo investigações mais detalhadas e avaliações com outros anos hídricos. Como foi sugerido por Saulnier (1998, comunicação pessoal), é conveniente um modelo mais adequado das perdas por evapotranspiração acoplado ao TOPMODEL para simular as vazões de períodos prolongados, uma vez que o modelo parece simular bem a vazão de base.

O parâmetro SRO

Ao contrário do SRmax, o parâmetro SRO mostrou maior efetividade na simulação de eventos do que em períodos (Figura 9e). Isto ocorre porque em períodos maiores de tempo, como as quinzenas, o efeito do déficit inicial é compensado ao longo da simulação, enquanto que, em eventos de 20 a 50 horas de duração este déficit inicial tem um papel preponderante. Os resultados mostram que, para eventos, a sensibilidade ao déficit inicial é, inclusive, maior que a sensibilidade à capacidade de armazenamento na zona das raízes (SRmax).

A sensibilidade ao déficit inicial indica a importância de considerar as condições prévias de umidade da bacia na simulação de eventos. O uso da calibração como ferramenta para determinar este parâmetro, quando não se dispõe da informação real, é um procedimento útil, mas pode falsear o valor físico de SRO, calibrando o modelo com conjuntos de valores que se compensam para a simulação da vazão.

CONCLUSÕES

O modelo TOPMODEL apresenta grande interesse na discussão dos processos geradores de escoamento. Sua configuração, que considera as características físicas da bacia de estudo, necessita de pequena quantidade de parâmetros e

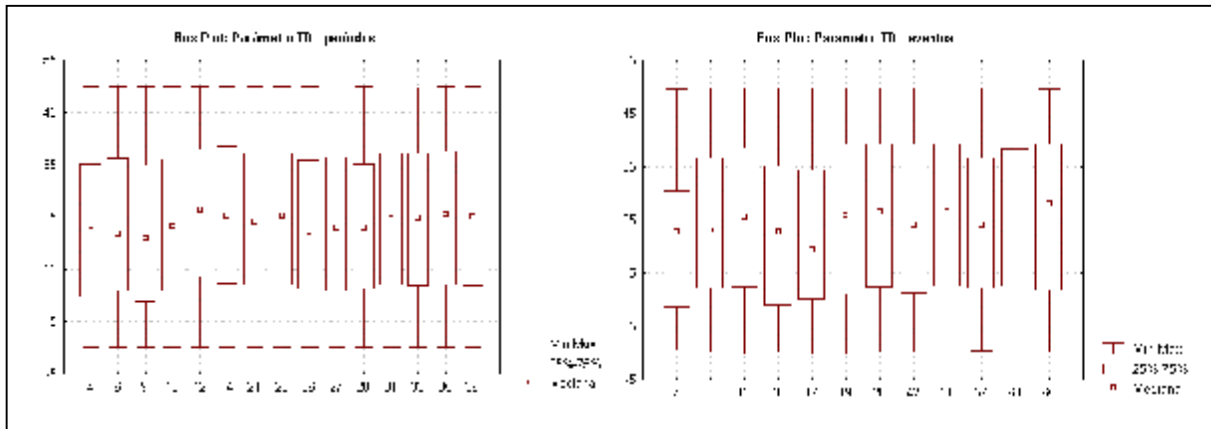


Figura 9c. Distribuição dos valores aceitáveis do parâmetro TD em simulações de períodos e eventos, em gráfico tipo “box-plot”.

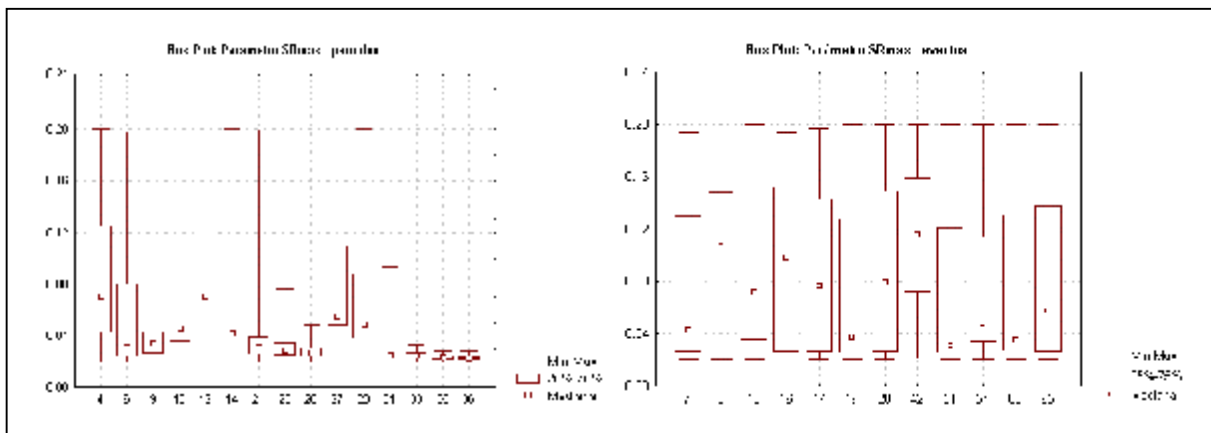


Figura 9d. Distribuição dos valores aceitáveis do parâmetro SRmax em simulações de períodos e eventos, em gráfico tipo “box-plot”.

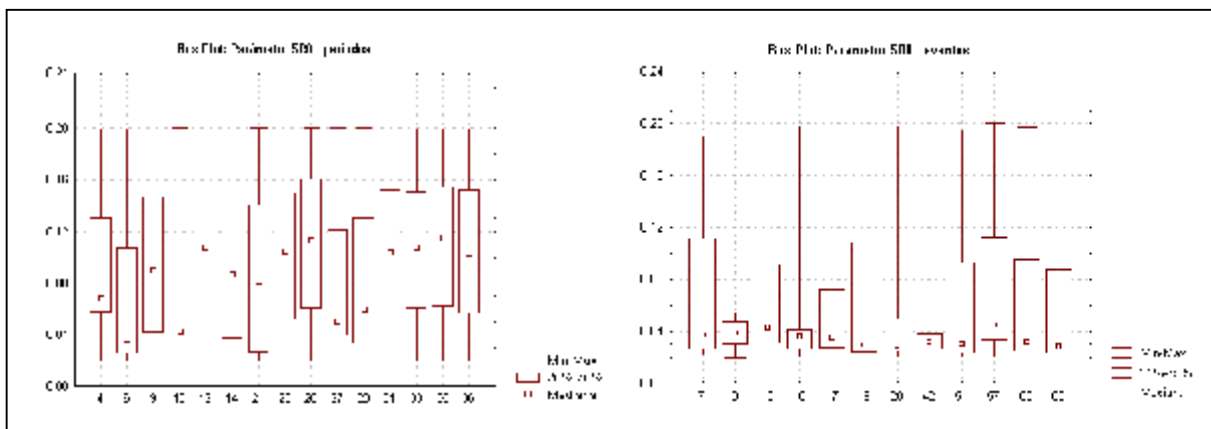


Figura 9e. Distribuição dos valores aceitáveis do parâmetro SRO em simulações de períodos e eventos, em gráfico tipo “box-plot”.

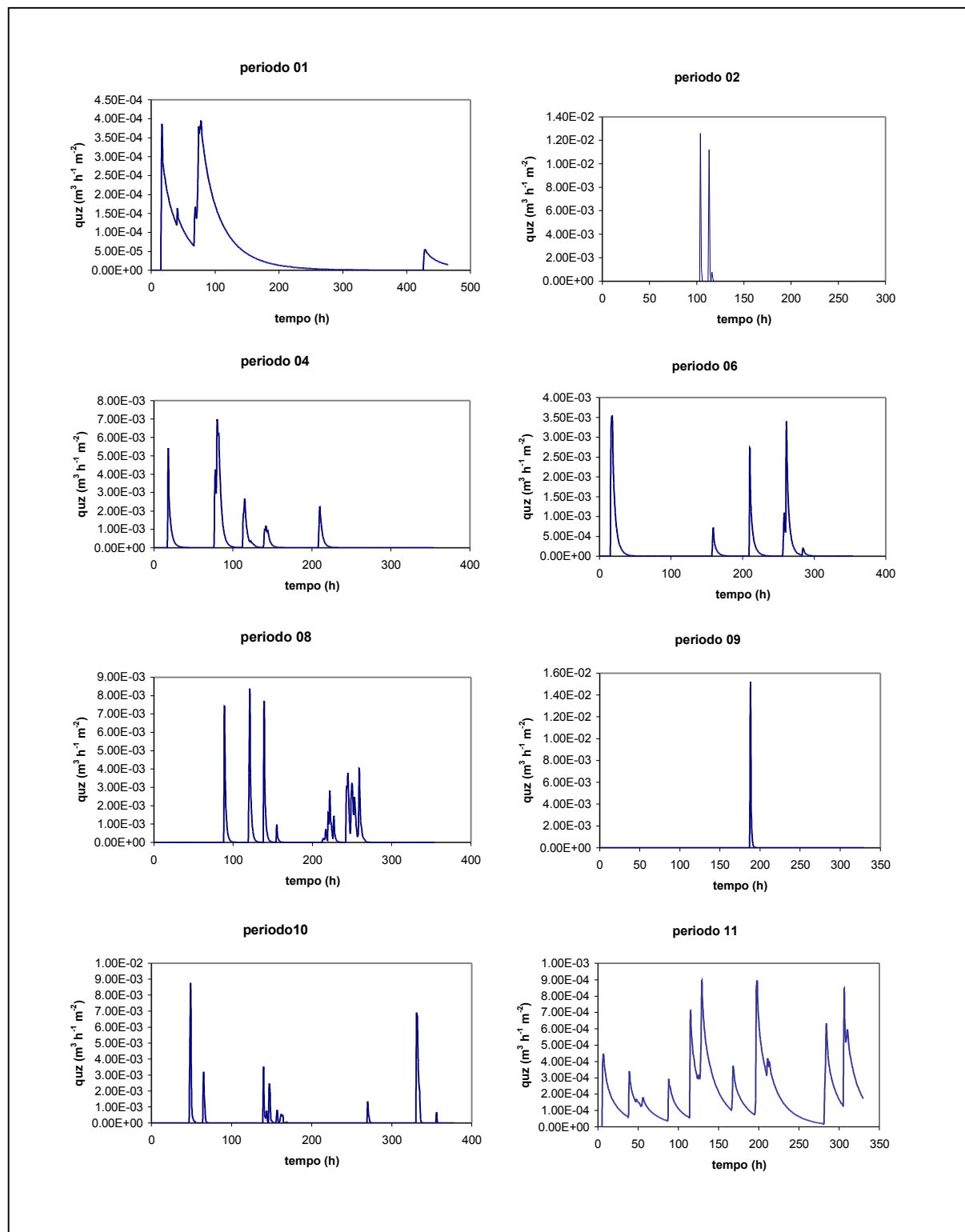


Figura 10. Fluxo vertical da zona não saturada para a zona saturada (q_{uz}) em função do tempo para alguns períodos no ano hídrico 92/93.

oferece a possibilidade de realizar modificações, torna-o atrativo aos estudos hidrológicos e, por esse motivo, é um dos modelos mais estudados na década de 90.

Apesar do caráter preliminar do presente estudo, que avalia a performance do modelo sem modificações, algumas conclusões a respeito do uso do mesmo nas condições estudadas podem ser apresentadas:

O modelo é capaz de simular razoavelmente a vazão, com exceção das vazões máximas, utilizando diferentes combinações de valores dos parâmetros. Em geral o significado físico destes valores é questionável, havendo dificuldade na obtenção de um conjunto ótimo de parâmetros, o que inviabiliza sua aplicação sem modificações às condições de estudo.

Algumas limitações no processo de modelagem referem-se primeiramente à representação das condições de entrada de precipitação e evapotranspiração, que não refletem a variabilidade espacial da bacia. As características da precipitação representam uma dificuldade adicional à modelagem, que considera sua distribuição homogênea. Em regiões subtropicais, há forte ocorrência de chuvas convectivas localizadas, e a topografia no local de estudos favorece chuvas orográficas, também de comportamento heterogêneo.

A ausência de sensibilidade do modelo a certos parâmetros indica como limitante à aplicação do modelo a não-equivalência entre os processos de escoamento representados e os processos reais observados.

O pressuposto do decaimento exponencial da condutividade hidráulica em função da profundidade ou do déficit de umidade é um artifício de simplificação de cálculo, porém o uso de uma função exponencial pode não ser o mais adequado para todos os solos de uma bacia, exigindo estudos de campo mais detalhados e exercícios de simulação para determinar outras funções que relacionem os perfis de condutividade com o déficit de saturação.

Ao lado disso, a transmissividade hidráulica é superestimada. Para uma melhor representação deste parâmetro é possível regionalizar a bacia, atribuindo-se diferentes valores à transmissividade ou condutividade, e ao parâmetro de decaimento M, para as distintas sub-divisões.

Outra adaptação a ser feita no modelo refere-se à hipótese de declividade do lençol igual à do terreno, o que não corresponde à realidade. A superestimativa da declividade da zona saturada, dada pela componente $\tan \beta$, pode acarretar valores muito altos do fluxo lateral e o conseqüente rápido esvaziamento do reservatório não-saturado de drenagem do solo. A regionalização da bacia é proposta novamente como alternativa para este problema, atribuindo-se valores de IT (Índice Topográfico) diferentes dos obtidos pela fórmula geral para pontos da bacia com declividade muito alta.

As modificações necessárias à boa representação dos processos hidrológicos envolvidos, teriam a desvantagem de diminuir a simplicidade de cálculo oferecida pela integração dos parâmetros da bacia, que é um dos principais atributos do TOPMODEL.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelos auxílios financeiros concedidos.

REFERÊNCIAS

- AMBROISE, B.; BEVEN, K., & FREER, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32, no.7, pp. 2135-2145.
- AMBROISE, B., FREER, J. & BEVEN, K. (1996). Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France. *Water Resources Research*, 32, no.7, p.2147-2159.
- AMOOZEGAR, A. (1992). Compact Head Permeameter: A Convenient Device for Measuring. In: TOPP et al. (ed.) *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. Madison, WI: Soil Science Society of America Special Pub. No. 30, p.31-42.
- BALLESTER, M. V.; MARTINELLI, L. A.; KRUSHE, A. V.; VICTORIA, R. L.; BERNARDES, M., & CAMARGO, P. B. (1999). Effects of Increasing Organic Matter Loading on the Dissolved O₂, Free Dissolved CO₂ and Respiration Rates in the Piracicaba River Basin, Brazil. *Soil Air and Water Pollution*, 110: 67-79.
- BEVEN, K. (1985). Distributed models. In: ANDERSON, M. G. & BURT, T. P. (ed.) *Hydrological Forecasting*, cap.13. Wiley, Chichester, pp.405-435.
- BEVEN, K., & KIRKBY, M. J. (1979). A Physically-Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology. *Hydrologic Sciences Bulletin*, 24, pp. 43-69.
- BEVEN, K; KIRKBY, M. J., & SCOFFIELD, N., (1984). Testing a physically based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of Hydrology*, 69, pp. 119-143.
- BEVEN, K; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R., & FREER, J. (1995). TOPMODEL. In: *Computer Models of Watershed Hydrology*, pp. 627-668. Water Resources Publications. V. P. Singh ed.
- CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O.; & QUINN, P. (1990). La modélisation hydrologique. In: *Estructure e fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide*. Editions de L'ORSTOM.
- DUNNE, T. & LEOPOLD, L. B. (1978). *Water in the Environmental Planning*, Ed. W. H. Freeman and Company, São Francisco, p.818.

- DURAND, P.; ROBSON, A. & NEAL, C. (1992). Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, 139: 1-14.
- EMBRAPA (1979). *Manual de métodos de análise de solo*, Gráfica Editora Arte Moderna Ltda.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; & TODINI, E. (1996). Physical Interpretation and Sensitivity Analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175, pp.293-338.
- KIM, S.; & DELLEUR, J. W. (1997). Sensitivity Analysis of Extended TOPMODEL for Agricultural Watersheds equipped with tile drains. *Hydrological Processes*, 11, no.9, Special Issue: TOPMODEL, 1243-1261.
- KIRKBY, M. J. (1997). TOPMODEL: A Personal View. *Hydrological Processes*, 11, no.9, p.1087-1097.
- KOFFLER, N. F. (1993) *Avaliação do uso da terra da bacia do rio Corumbataí (SP) através de técnicas de georreferenciamento*. Relatório de Pesquisa, UNESP, Rio Claro, 43p.
- KRUSCHE, A. V.; CARVALHO, F. P.; MORAES, J. M.; CAMARGO, F. P.; BALLESTER, M. V.; MARTINELLI, L. A.; & VICTORIA, R. L. (1997) Spatial and Temporal Water Quality Variability in the Piracicaba River Basin, Brazil. *Journal of the American Water Resources Association*, 33, no.5, pp.1117-1123.
- LINACRE, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in varios climates, usin temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18, pp. 409-424.
- MARTINELLI, L. A.; KRUSCHE A. V.; VICTORIA, R. L.; CAMARGO, P. B.; BERNARDES, M.; FERRAZ, E. S.; MORAES, J. M.; & BALLESTER, M. V. (1999). Effects of sewage on the chemical composition of Piracicaba river, Brazil. *Soil Air and Water Pollution*, 110: 67-79.
- MINE, M. R. M.; & CLARKE, R. T. (1996). O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1, no. 2, pp. 89-105.
- MOLICOVA, H.; GRIMALDI, M.; BONELL, M.; & HUPERT, P. (1997). Using TOPMODEL Towards Identifying and Modelling the Hydrological Patterns Within a Headwater, Humid, Tropical Catchment. *Hydrological Processes*, 11, no.9, Special Issue: TOPMODEL, 1169-1196.
- MORAES, J. M.; GENOVEZ, A. M.; MORTATTI, J.; BALLESTER, M. V.; KRUSCHE, A. V.; MARTINELLI, L. A.; & VICTORIA, R. L. (1997) Análise de Intervenção das Séries Temporais de Vazão dos Principais Rios da Bacia do Rio Piracicaba. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2, no. 2, pp. 65-79.
- MORAES, J. M.; PELLEGRINO, G. Q.; BALLESTER, M. V.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; & KRUSCHE, A. V. (1998) Trends in hydrological parameters of a southern Brazilian watershed and its relation to human induced changes. *Water Resources Management*, 12, pp. 295-311.
- OSTENDORF, B.; & MANDERSCHIED, B. (1997). Seasonal Modelling of Catchment Water Balance: A two-level cascading modification of TOPMODEL to increase the realism of spatio-temporal processes. *Hydrological Processes*, 11, n.9, Special Issue: TOPMODEL, 1231-1242.
- PELLEGRINO, G. Q. (1995) *Análise espaço-temporal dos dados hidrológicos da bacia do rio Piracicaba*. Piracicaba: USP, Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz / USP.
- PINOL, J., BEVEN, K.; & FREER, J. (1997). Modeling the Hydrological Response of Mediterranean Catchments, Prades, Catalonia. *Hydrological Processes*, 11, no.9, Special Issue: TOPMODEL, 1287-1306.
- PROCHNOW, M. C. R. (1992). *Problemas e impactos urbanos e agrícolas*. In: Semana de debate sobre recursos hídricos e meio ambiente, Piracicaba. Etapa Piracicaba; atas. Consórcio Intermunicipal das Bacias dos Rios Piracicaba e Capibari; DAEE, Fundap, pp. 165-169.
- QUINN, P. F.; BEVEN, K. J.; CHEVALIER, P.; & PLANCHON, O. (1991). The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models. *Hydrological Processes*, 5, p.59-79, 1991.
- SAULNIER, G. M. (1996). *Information pedologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Grenoble, 283p. Tese (Docteur) – L'Institut National Polytechnique de Grenoble.
- SCHULER, A. E. (1998) *Aplicação do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do Rio Corumbataí*. São Carlos: USP, p.130. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos/ USP.
- SIEGEL, S. (1956). *Nonparametric Statistics: for the Behavioral Sciences*. Tokyo: McGraw-Hill Book Company, 312p., p.127-136, 279.
- TIKTAK, A. & BOUTEN, W. (1992). Modelling soil water dynamics in a forested ecosystem. III: Model description and evaluation of discretization. *Hydrological Processes*, 6, p.455-465.
- TUCCI, C. E. M. & BELTRAME, L. F. S. (1993). Evaporação e Evapotranspiração. In: TUCCI, C. E. M. (Org.), *Hidrologia 4: Ciência e Aplicação*. Edusp, ABRH e UFRGS. Cap. 7, p.253-288.
- TUCCI, C. E. M. (1998). *Modelos hidrológicos*. ABRH, p.669.
- ZAKIA, M. J. B. (1998). *Identificação e Caracterização da Zona Ripária em uma Microbacia Experimental: Implicações no Manejo de Bacias Hidrográficas e na Recomposição de Matas Nativas*. São Carlos: USP, p.93. Tese (Doutorado) – Escola Engenharia de São Carlos, USP.

***Analysis of Physical Representation
of the Parameters of Topmodel in a
Meso-Scale Basin Located in the
Headwaters of Corumbatai River, São
Paulo***

ABSTRACT

The main objective of this study was to evaluate the use of TOPMODEL, a conceptual physically based hydrological model, to improve the comprehension of flow generation mechanisms in a sub-tropical meso-scale basin. With an area of 59 km², the basin is located in the headwaters of Corumbataí river, one of the main tributaries of the Piracicaba river basin, county of Analândia, São Paulo state, Brazil.

Calibration was performed in 15 - day periods during the wet seasons of the 92/93 and 93/94 hydrological years, employing hourly data of flow, precipitation and evapotranspiration. Considering that this model is physically based, field measurements of soil hydraulic properties were performed in order to analyze the actual meaning of the parameters.

The Monte Carlo method was employed to estimate parameters and the sensitivity analysis was accomplished by using the Kolmogorov-Smirnov test for two samples. This test compares the distribution of the satisfactory and unsatisfactory values of a given parameter based on the Nash and Sutcliffe efficiency.

This preliminary evaluation of TOPMODEL allowed an analysis of the flow generation processes in this particular region through a comparison of calibrated and measured parameters and the suggestion of some possible modifications to enhance representation of the real processes. The model showed a good potential for further use but local adaptations must be studied.